MICROFLORA Y CONODONTOS DEL MISSISSIPPIENSE EN LA FM GÉVORA (NÚCLEO DEL SINFORME LA CODOSERA-PUEBLA DE OBANDO, SO DE LA ZONA CENTROIBÉRICA)

R. Rodríguez González[1], P. Medina Varea[2], F. González Lodeiro[3], L.M. Martín Parra[4], D. Martínez Poyatos[3] y J. Matas[4]

[1]*Departamento de Ingeniería Minera, Área de Paleontología, Universidad de León, Jesús Rubio 2, 24071 León. rosa.rodriguez@unileon.es*
[2]*Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Novais 2, 28040 Madrid. pmvarea@geo.ucm.es*
[3]*Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18071 Granada. lodeiro@ugr.es, lm.martin@igme.es, djmp@ugr.es*
[4]*Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, IGME, Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid. j.matas@igme.es*

Resumen: La Fm Gévora aflora ampliamente en el núcleo del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando. Se trata de una sucesión predominantemente pizarrosa, con intercalaciones de areniscas, niveles de olistolitos, calizas y diabasas. En trabajos previos, esta sucesión y las calizas que en ella se intercalan, han sido correlacionadas con diversas formaciones devónicas. Sin embargo, este trabajo permite datar bioestratigráficamente por primera vez estos niveles como Viseenses. Dos muestras de pizarras (P2 y P5) situadas entre las localidades de Alburquerque y Puebla de Obando presentan asociaciones de miosporas características de edades del Viseense y del límite Viseense medio/Viseense superior - Viseense superior, respectivamente. Además, una muestra de calizas situada al Noroeste de la localidad de La Codosera (C1, Calizas de La Calera), ha suministrado una asociación de conodontos indicativa del Viseense inferior tardío - Serpujoviense. Adicionalmente, una segunda muestra de calizas junto a La Codosera (C2, Calizas de San Antonio) ha proporcionado conodontos de edad Tournaisiense - Serpujoviense. Las edades anteriores, y las facies de las rocas de la Fm Gévora, permiten correlacionarla con el denominado «Culm» de Los Pedroches. De esta manera, el afloramiento de La Codosera-Puebla de Obando constituye la prolongación occidental del amplio afloramiento carbonífero de Pedroches. Ambos afloramientos están limitados al Norte por la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, que recientemente ha sido propuesta como el límite entre un dominio de la Zona Centroibérica en el que las rocas mas antiguas que afloran son las del Complejo Esquisto Grauváquico (Alcudiense), y otro dominio centroibérico más meridional en el que el sustrato lo constituye la «Serie Negra» y en el que además las formaciones paleozoicas y el magmatismo varisco tienen diferencias notables.

Palabras clave: Palinología, microflora, conodontos, Mississippiense, Fm Gévora, Zona Centroibérica meridional, Macizo Ibérico.

Abstract: The Gévora Fm widely outcrops in the core of the La Codosera-Puebla de Obando Synform. It is a slaty succession with interbedded sandstones, olistoliths, limestones and diabases. The Gévora Formation and interbedding limestones have been previously correlated with several Devonian formations; however, our biostratigraphical results indicate a Visean age for this Formation. Two slate samples (P2 and P5, located between the Alburquerque and Puebla de Obando villages), have yielded miospore assemblages from Visean age, and of middle/late Visean - upper Visean age, respectively. Futhermore, a limestone sample (C1, La Calera Limestone, located Northwest of La Codosera village) have yielded a conodont assemblage of late early Visean - Serpukhovian age. In addition, a second limestone sample (C2, San Antonio Limestone) contains conodonts of Tournaisian - Serpukhovian age. These data, together with facies similarity, lead us to include the Gévora Formation in the Mississippian «Culm of Pedroches» flysch succession. In fact, La Codosera-Puebla de Obando Synform is the western prolongation of the vast Carboniferous outcrop in Pedroches. These Carboniferous outcrops are bounded to the North by the Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone, which has been recently proposed as the boundary between the Domain of the Schist-Greywacke Complex and a 'southern Central Iberian domain' which exhibits a distinctive geology.

Key words: Palynology, microflora, conodonts, Mississippian, Gévora Fm, southern Central Iberian Zone, Iberian Massif.

Rodríguez González, R., Medina Varea, P., González Lodeiro, F., Martín Parra, L.M., Martínez Poyatos, D. y Matas, J. (2007): Microflora y conodontos del Mississippiense en la Fm Gévora (núcleo del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando, SO de la Zona Centroibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2): 71-88.

El denominado Sinforme La Codosera-Puebla de Obando (Santos *et al*., 1991a, b) se encuentra situado en el centro de Extremadura, en el límite de las Provincias de Cáceres y Badajoz, extendiéndose su prolongación noroccidental en Portugal (Fig. 1). Es una estructura varisca de dirección regional N100ºE y unos 100 Km de longitud incluyendo la parte portuguesa. En el núcleo del sinforme aflora la Fm Gévora (Santos y Casas, 1979; Soldevila, 1991), con una anchura máxima de 11 Km, y que está constituida por una sucesión detrítica con un miembro carbonatado y sills de diabasas y riolitas. Esta sucesión, objeto de nuestro estudio, ha sido atribuida al Devónico Superior por correlación con rocas del Sinforme de la Sierra de San Pedro (Gumiel *et al*., 2002).

La Fm Gévora está limitada casi siempre por contactos tectónicos de envergadura regional (Fig. 1). Así, por el Norte está limitada por una falla extensional con una componente de movimiento del bloque de techo hacia el Sur (la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide), que separa dos dominios con diferencias estratigráficas y magmáticas significativas a uno y otro lado (Martín Parra *et al*., 2006). El límite meridional es el Cabalgamiento de Portalegre-Montoro, que superpone la Unidad Alóctona de la Zona Centroibérica meridional sobre el paraautóctono centroibérico (Martínez Poyatos, 1997).

Al norte de la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide, las rocas más antiguas que afloran son las del Complejo Esquisto-Grauváquico (Alcudiense).

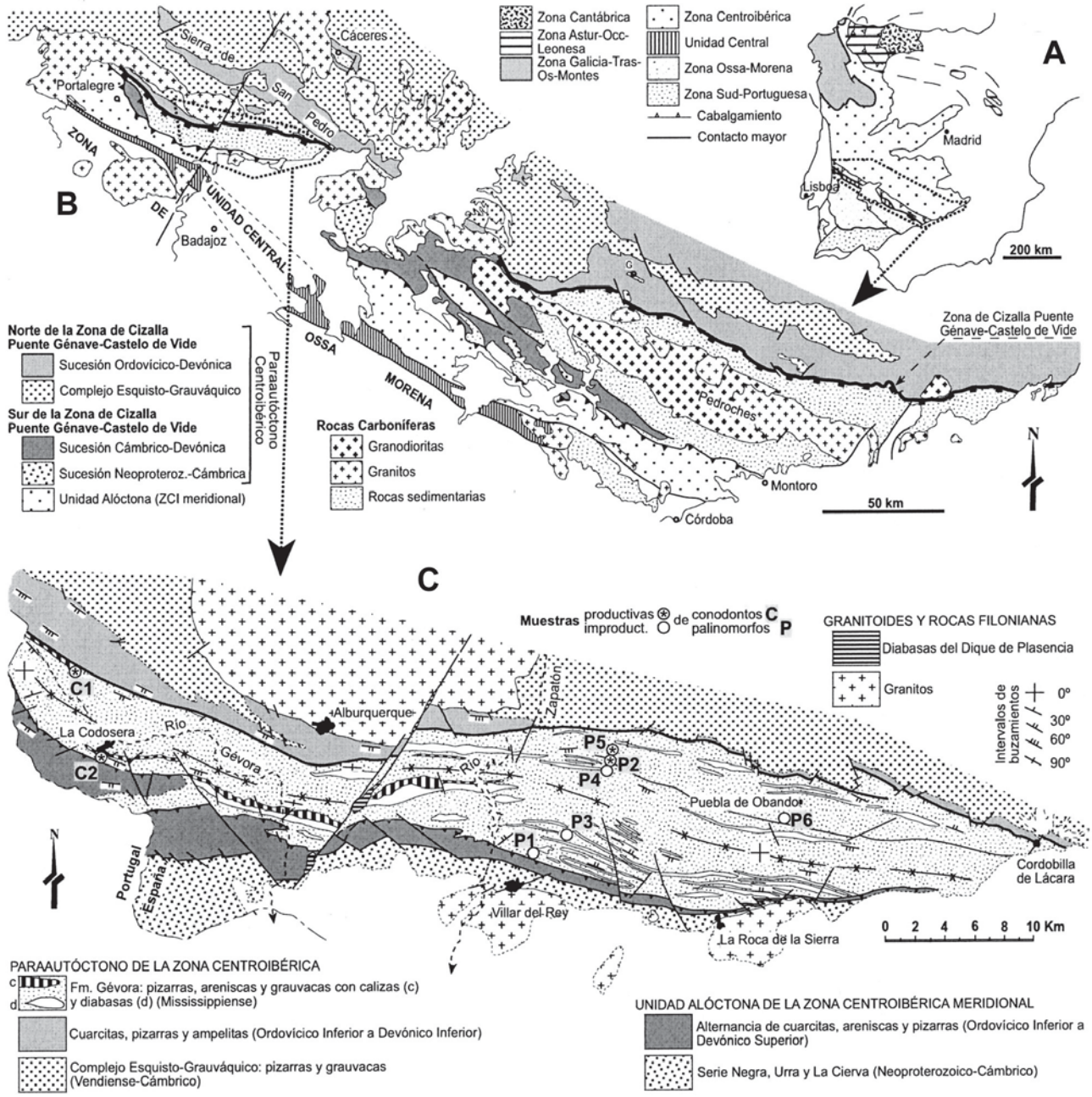

Figura 1.- Localización del área estudiada. a: esquema del Macizo Ibérico. b: esquema geológico de la parte meridional de la Zona Centroibérica (modificado de Martín Parra *et al.*, 2006); G: Guadalmez. c: mapa geológico del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando (modificado de Gumiel *et al.*, 2002); se indica la situación de las muestras estudiadas.

En el área estudiada aflora su tramo inferior (pizarras y grauvacas del «Alcudiense Inferior» o Grupo Domo Extremeño), atribuido al Vendiense Superior (Palacios, 1989; Vidal *et al.*, 1994a, b; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004). Sobre la sucesión anterior se apoyan, discordantes, rocas de edad Ordovícico a Devónico, constituidas por una serie, fundamentalmente siliciclástica, depositada en condiciones de plataforma somera (e.g. Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Rey e Hidalgo, 2004). Según Gumiel *et al.* (2002), el Ordovícico comienza con una Unidad Basal, compuesta por areniscas ocres bioturbadas, conglomerados y pizarras, de edad Arenig basal, por encima de la cual o directamente discordante sobre el Alcudiense Inferior se encuentra la Cuarcita Armoricana (80-100 m de ortocuarcitas blancas en bancos, de edad Arenig) y una sucesión de unos 200 m de espesor compuesta por alternancias de pizarras y cuarcitas con algún nivel de areniscas, de edad Ordovícico Medio-Superior. Sobre el conjunto Ordovícico se superpone una sucesión del Silúrico-Devónico Inferior constituida por cuarcitas, pizarras negras y alternancias de areniscas y pizarras, que culmina con 200 m de calizas y dolomías grises de aspecto oqueroso, con abundantes fragmentos de crinoides y corales, denominadas Calizas de la Calera o Fm Escusa y atribuidas al Devónico Inferior (Santos y Casas, 1979; Perdigão, 1973-74; Gumiel *et al.*, 2002). Sin embargo, nuestro reconocimiento de campo sugiere que este miembro carbonatado está incluido en la Fm Gévora, lo que ha sido confirmado por los datos bioestratigráficos que se detallan en este artículo. Fuera del área estudiada por encima de las rocas del Devónico inferior se sitúa una alternancia de cuarcitas ferruginosas y pizarras del Devónico Superior. El Mississippiense está representado (además de por la Fm Gévora en el Sinforme La Codosera-Puebla de Obando) por pizarras, calizas y rocas volcánicas que afloran en los Sinclinales de Cáceres, Sierra de San Pedro y Guadalmez (Fig. 1).

Al Sur del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando, las rocas más antiguas del Neoproterozoico-Cámbrico son características de la Zona de Ossa-Morena. La Serie Negra está constituida por esquistos grafitosos con intercalaciones de metagrauvacas, areniscas y cuarcitas negras, y se atribuye al Vendiense por dataciones radiométricas (Schäffer *et al.*, 1993; Ordóñez Casado, 1998; Fernández Suarez *et al.*, 2002). Hacia techo de esta serie en afloramientos discontinuos aparece el Mb Mármoles de La Roca de la Sierra, que son dolomías masivas, oscuras y esquistosadas. Discordante sobre la Serie Negra existe un pequeño afloramiento de arcosas, areniscas feldespáticas y pizarras, con calizas y dolomías hacia techo, que en esta zona se denomina Unidad de la Cierva (Gumiel *et al.*, 2002), y se correlaciona con el Cámbrico basal de la Zona de Ossa-Morena (Santos *et al.*, 1991a, b). También discordante sobre la Serie Negra, y sin relación directa con la Unidad de La Cierva, se encuentra la Fm Urra (Gonçalves, 1971), compuesta por conglomerados, arcosas, vulcanitas ácidas, tramos vulcanosedimentarios y pizarras. Esta formación ha sido comúnmente atribuida al Vendiense-Cámbrico Inferior por correlación con la Fm Malcocinado, si bien Pereira y Silva (2002) y Solá *et al.* (2006), basándose en la datación radiométrica de circones en rocas volcanoclásticas, le asignan una edad probable Tremadoc. La sucesión ordovícico-devónica presenta diferencias notables respecto de la existente al Norte de la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide, si bien se reconocen algunas formaciones similares con variaciones de potencia, como son la Cuarcita Armoricana del Ordovícico Inferior o las alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras del Devónico Superior (Martín Parra *et al.*, 2006).

En el núcleo del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando se encuentra la Fm Gévora (Santos y Casas, 1979; Soldevila, 1991), que es una serie siliciclástica con al menos 1200 m de potencia (Fig. 2). La serie es una alternancia monótona de pizarras negras/azuladas y areniscas en bancos decimétricos, con laminación paralela y cruzada de ripples de oscilación. Se intercala en la parte media de esta formación un miembro carbonatado denominado Calizas de San Antonio (Gumiel, 1983) de unos 150 m de potencia, constituido por calizas negras y grises, bien estratificadas, con pizarras grafitosas, liditas y brechas calcáreas. Como se apuntó anteriormente y se detalla más abajo, también incluimos el Mb Calizas de La Calera dentro de la Fm Gévora, en una posición equivalente a la de las Calizas de San Antonio pero en el flanco opuesto del sinforme (Fig. 1). Localmente, en la parte alta de la serie, aparecen microconglomerados y niveles de conglomerados matriz-soportados con cantos polimícticos, e incluso niveles de olistolitos heterométricos de areniscas y cuarcitas, en una serie con areniscas que contienen restos vegetales así como niveles de arenisca eslumpizados. El ambiente de depósito es marino relativamente profundo con retoque de tempestades (Gumiel *et al.*, 2002). La Fm Gévora tiene también importante participación volcánica (tobas y cineritas) y de sills de diabasas que son particularmente abundantes en la mitad inferior de la formación (Fig. 2).

La tectónica de esta zona ha sido estudiada en diferentes trabajos regionales (p.ej., Soldevila, 1991; Gumiel *et al.*, 2002), y es actualmente objeto de nuestra investigación. Además de las discordancias Cadomiense y Toledánica, la estructuración principal se debe a la Orogenia Varisca, más el plutonismo tardivarisco que intruye todos los materiales. La primera deformación varisca sólo se observa en los materiales precarboníferos de la Unidad Alóctona; se trata de una fábrica plano-linear asociada a pliegues recumbentes. Le sigue una etapa distensiva con generación de fallas normales, exhumación de la Unidad Central y el depósito de buena parte de los sedimentos sinorogénicos del Mississippiense («Culm de Pedroches» y formaciones equivalentes). Sigue una

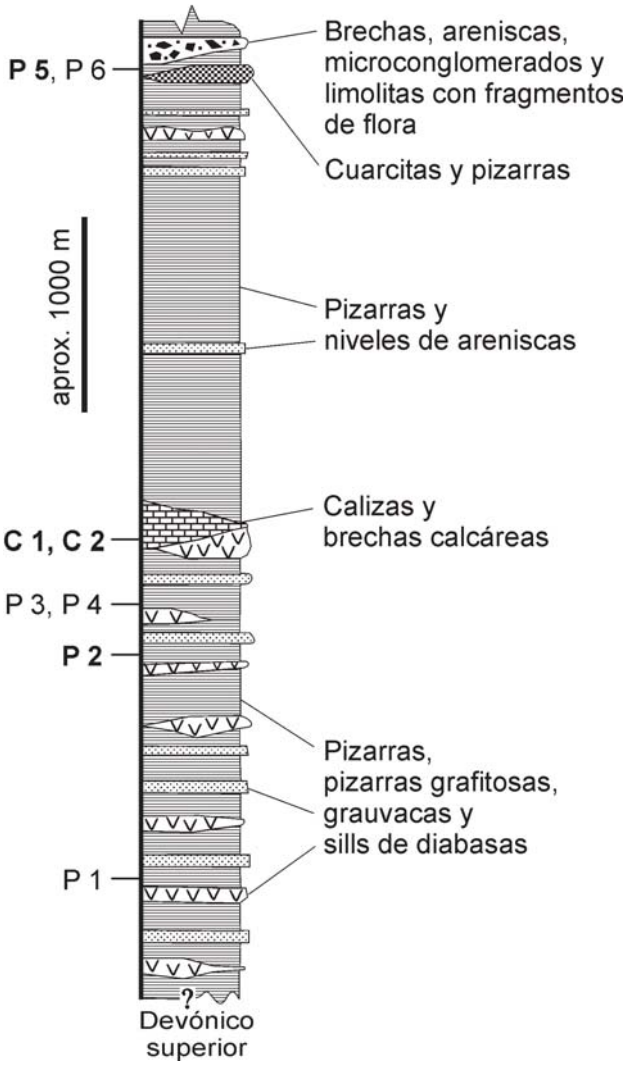

Figura 2.- Columna estratigráfica sintética de la Fm Gévora. Se indica la posición aproximada de las muestras estudiadas para palinología (P) y conodontos (C); las muestras productivas se indican en negrita.

fase de cabalgamientos en el Carbonífero medio, que superpone la Unidad Alóctona sobre el Paraautóctono Centroibérico. Posteriormente todos los materiales se deforman mediante pliegues rectos con desarrollo de foliación de plano axial subvertical. A continuación tiene lugar otra etapa de extensión con la formación de la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide (Matín Parra *et al.*, 2006), y plutonismo y fracturación tardivariscos.

Antecedentes sobre la edad de la Fm Gévora

Hasta la realización del presente estudio eran muy escasos los datos paleontológicos o de cualquier otra índole que permitieran establecer la edad de la Fm Gévora de manera directa. Los únicos fósiles conocidos se habían encontrado en el Mb Caliza de La Calera (*Cyatocrinites* cf. *pinatus*, *Hexacrinites* sp. y *Cyatocrinites* sp.) y que según Santos y Casas (1979) permitían datar este tramo carbonatado como Cobleciense (Siegeniense-Emsiense) Superior-Eifeliense. Más recientemente Gumiel *et al.* (2002) proponen que esta formación podría ser Frasniense-Fameniense, basándose en la posibilidad de que la misma se correlacione litológicamente con la sucesión volcano-sedimentaria de esa edad situada en el Sinforme de la Sierra de San Pedro (Fig. 1), apuntando también la posibilidad de que el Mb Caliza de San Antonio (Gumiel, 1983), que sitúan a techo de la Fm Gévora, pudiera pertenecer al Carbonífero Inferior basándose en la similitud de facies y posición estratigráfica de ésta con la parte basal de la Unidad de Perna, descrita en el Sinforme de la Sierra de San Pedro y de edad Mississippiense sin mayor precisión a partir de braquiópodos y trilobites (Soldevila, 1991).

Por su parte Apalategui *et al.* (2004), en el Nuevo Mapa Geológico de la Provincia de Badajoz, asignan afloramientos de la Fm Gévora al Devónico-Carbonífero Inferior, sin aportar datos que lo justifiquen.

Más recientemente, López Moro *et al.* (2007) han datado por el método Sm/Nd sobre roca total los sills de diabasas intercalados en la Fm Gévora situados en el flanco Sur del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando, obteniendo una edad de 436 ± 17 Ma. Esta edad no concuerda con la obtenida a partir del estudio de la microflora y de los conodontos, hallados ambos por primera vez en esta formación, que permiten atribuirla al Viseense.

Material y métodos

Se recogieron ocho muestras en distintos niveles de la Fm Gévora, en los flancos Norte y Sur del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando; seis de ellas se procesaron para la extracción de palinomorfos (P1 a P6) y las otras dos para la de conodontos (C1 y C2) (Figs. 1 y 2).

Las muestras para palinología proceden de diferentes niveles de pizarras; de todas ellas solo las muestras P2 y P5, tomadas en el flanco Norte del sinclinal, fueron positivas. La muestra P2 se sitúa en la parte alta de la mitad inferior de la Fm Gévora, constituida por pizarras, pizarras grafitosas, grauvacas y sills de diabasas. La muestra P5 se tomó en un tramo de limolitas en la parte más alta de la formación en esta sección. Las muestras palinológicas se procesaron conforme a los métodos estandarizados y descritos en varias publicaciones (Traverse, 1988; Wood *et al.*, 1996, entre otros). El método consistió básicamente en la eliminación de los componentes minerales mediante los ácidos fluorhídrico y clorhídrico, separación del residuo orgánico con bromuro de zinc seguido de oxidación con solución de Schulze para aclarar el color y dar transparencia a la pared de los palinomorfos, ya que el alto grado de maduración que presentan los vuelve total o casi totalmente opacos. El residuo orgánico de cada una se montó finalmente en varias láminas delgadas para su observación al microscopio. Las microfotografías se tomaron con cámara digital (Fig. 3). Las láminas se encuentran depositadas en la

colección palinológica del Área de Paleontología de la Universidad de León.

Las muestras para conodontos (C1 y C2) proceden del miembro carbonatado situado hacia la mitad de la sucesión (Fig. 2). La muestra C1 fue tomada en la Caliza de La Calera, en el flanco Norte del sinforme, y la muestra C2 en la Caliza de San Antonio cerca de la localidad de La Codosera, en el flanco Sur (Fig. 1). Las muestras se han tratado mediante una disolución al 10% de ácido fórmico. Posteriormente se realizó un levigado mediante tamices y se procedió a su triado. Por último, los conodontos se metalizaron y fotografiaron mediante microscopio electrónico de barrido en el Centro de Microscopia Lluis Brú. Los ejemplares recuperados se encuentran depositados en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Se han recuperado un total de nueve ejemplares de la muestra C1, de los que se han identificado a nivel específico cuatro, y tres ejemplares de la muestra C2, pudiéndose identificar, aunque con dudas, uno sólo de los especímenes (Fig. 5).

Palinología

Características generales

Las dos muestras positivas proporcionaron asociaciones muy pobres de miosporas tanto en números absolutos como en diversidad. Una parte importante de las esporas se encuentran fragmentadas y con exinas mostrando diversos grados de corrosión. Ambas contienen fragmentos de quitinozoos y la muestra P5 liberó además un quitinozoo casi completo y partículas orgánicas de origen vegetal terrestre y acuático.

La maduración de la materia orgánica es elevada en todas ellas, con un índice de alteración térmica (IAT) superior a 7 (según Batten, 1996) en las muestras del flanco Sur, indicando una paleotemperatura superior a 200º C. En el flanco Norte el índice varía entre 6 y 7 para distintos fragmentos orgánicos de la misma muestra, correlacionables con valores de reflectancia de vitrinita entre 2 y 4 y con paleotemperaturas entre 170 y 200º C (Batten, *op. cit.*).

Un rasgo a destacar de los ejemplares de ambas muestras es la tendencia general hacia los tamaños más pequeños dentro del intervalo definido para cada especie en la descripción original, situándose algunos por debajo de dicho intervalo; en algunos casos estas diferencias son considerables, como se verá en los siguientes apartados.

Contenido palinológico

Las asociaciones miospóricas tienen una diversidad baja, lo que se acentúa sin duda por la imposibilidad de determinar todos los ejemplares recuperados debido su estado fragmentario y mala conservación.

A continuación se enumeran las especies de esporas identificadas en orden alfabético, incluyendo una breve descripción sobre sus características morfológicas en aquellos casos en los que exista alguna variación menor respecto a la descripción original, así como la distribución estratigráfica conocida (Fig. 4) teniendo en cuenta el patrón de biozonación establecido para las Islas Británicas, Bélgica y otras sucesiones de Europa occidental, entre las cuales destacan las siguientes: Smith y Butterworth (1967), Marshall y Williams (1971), Neves *et al*. (1972, 1973), Neves e Ioannides (1974), Clayton *et al*. (1974, 1977, 1978), Keegan (1977), Owens *et al*. (1977, 2004), Van der Zwan (1980), Higgs y Streel (1984), Higgs *et al*. (1988a, 1988b), Richardson y McGregor (1986). Las biozonas se basan en la primera aparición de las especies seleccionadas; su correlación con las biozonas de conodontos y goniatites, según Clayton *et al*. (1977) y Higgs *et al*. (1988a), permite conocer su significado cronoestratigráfico. Al final del listado de esporas se incluye el único quitinozoo que se ha conservado casi completo entre los fragmentos liberados en una de las muestras.

Esporas

El género *Ancyrospora sp.* está representado por un único ejemplar (Fig. 3C), con un tamaño mucho menor que las especies conocidas de *Ancyrospora* ya que mide unas 40 ㎜ de diámetro, es decir, algo más de la mitad del diámetro de las especies descritas para el Devónico Superior. Distribución: parte más alta del Devónico Inferior a Devónico Superior no llegando a traspasar el límite Devónico/Carbonífero (Clayton, 1996).

Auroraspora asperella (Kedo) Van der Zwan 1980 (Fig. 3LL). Distribución: base en la parte superior de la Biozona de *Retispora lepidophyta – Verrucosisporites nitidus* (LN) Higgs et al. 1988a; techo sin determinar con precisión. Devónico más alto y Mississippiense.

Auroraspora solisorta Hoffmeister, Staplin y Malloy 1955 (Fig. 3A). Distribución: desde la Biozona de *Retispora lepidophyta – Knoxisporites literatus* (LL) Higgs *et al.* 1988a, a Biozona de *Tripartites vetustus – Rotaspora fracta* (VF) Neves *et al.* 1972. Fameniense Superior a Viseense superior no más alto (Brigantiense inferior).

Biannulatisporites simplex Neville en Neves *et al*. 1973 (Fig. 3D). La especie se define como una espora aleta de contorno circular a sub-circular, exina lisa, con una banda de engrosamiento que puede estar incompleta, concéntrica o sub-concéntrica en cada cara de la espora. Una de las caras puede tener un engrosamiento polar. El espécimen hallado se adapta a la descripción original, aunque solo uno de los anillos resulta perceptible; sin embargo este mismo rasgo (un solo anillo) es el que presenta uno de los dos únicos ejemplares ilustrados en Neves *et al*. (1973). Distribución: Biozonas de *Schopfites claviger – Auroraspora macra* (CM) Neves *et al.* 1972, a VF. Tournaisiense superior a Viseense superior no más alto (Brigantiense inferior).

Colatisporites decorus (Bharadwaj y Venkatachala) Williams en Neves *et al*. 1973 (Fig. 3B, I). La morfología de los ejemplares hallados corresponde a la

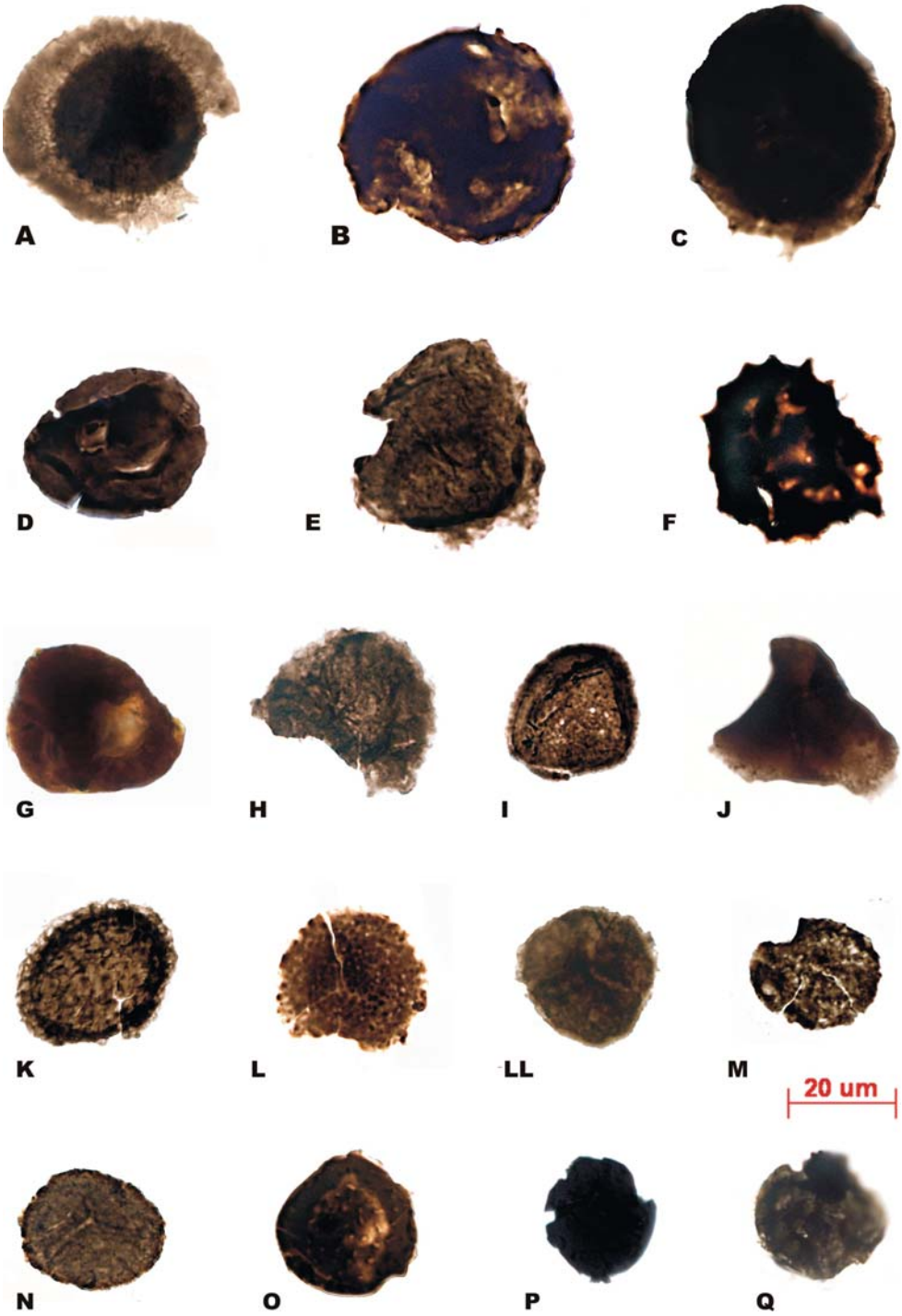

Figura 3.- Miosporas. A continuación del nombre de cada ejemplar figuran los datos siguientes: número de la muestra (ver anexo), nº de lámina y las coordenadas del ejemplar (entre paréntesis), expresadas en cuadrículas de England Finder. Las láminas se encuentran depositadas en la colección palinológica del Área de Paleontología de la Universidad de León. **A**) *Auroraspora solisorta* Hoffmeister, Staplin y Malloy 1955. P2, 0402070-B'1 (W50). **B**) *Colatisporites decorus* (Bharadwaj y Venkatachala) Williams en Neves *et al.* 1973. P2, 0402070-B'2 (D44). **C**) *Ancyrospora* sp. P2, 0402070-B'2 (R25/R26). **D**) *Biannulatisporites simplex* Neville en Neves *et al*. (1973). P5, 0402070-B2 (F41). **E**) *Velamisporites perinatus* (Hughes y Playford) Playford 1971. P5, 0402070-B2 (V33/V34). **F**) *Raistrickia* cf. *nigra*. P2, 0402069-B1 (Q45). **G**) *Densosporites variomarginatus* Playford 1963. P5, 0402070-A1 (P25/26). **H**) *Velamisporites radiatus* (Ravn y Fitzgerald) Ravn 1991. P5, 0402070-B1 (R33). **I**) *Colatisporites decorus* (Bharadwaj y Venkatachala) Williams en Neves *et al.* (1973). P5, 0402070-B1 (W24/25). **J**) *Chaetosphaerites pollenisimilis* (Horst) Butterword y Williams, 1958. P5, 0402070-B1 (K50). **K**) *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Sommers 1972. P5, 0402070-B2 (V33). **L**) *Cristatisporites* aff. *echinatus*. P5, 0402070-B1 (W48/W49). **LL**) *Auroraspora asperella* (Kedo) van der Zwan 1980. P2, 0402069-B1 (E46/2). **M**) *Cyclogranisporites* sp. P5, 0402070-B2 (P40). **N**) *Prolycospora rugulosa* (Butterworth y Spinner) Turnau 1978. P5, 0402070-B'2 (X49). **O**) *Lophozonotriletes* sp. P5, 0402070-B1 (L27). **P**) *Urnochitina* aff. *urna*. P5, 0402070-B1 (N23/M23). **Q**) *Lycospora* sp. P2, 0402069-B1 (K26/L26).

descripción original de la especie, incluyendo la amplia variabilidad de tamaños, con ejemplares que apenas sobrepasan las 20 ㎜ (Fig. 3I) y otros que sobrepasan las 40 ㎜ de diámetro (Fig. 3B). Distribución: Biozonas *Spelaeotriletes pretiosus -Raistrickia clavata* (PC) Clayton *et al*. 1978, a VF. Tournaisiense medio-superior a Viseense superior no más alto (Brigantiense inferior).

Cristatisporites aff. *Echinatus* (Fig. 3L). Hay una diferencia notable entre el tamaño de este espécimen respecto a la descripción original de *C. echinatus*, ya que la mayor parte de estos ejemplares conocidos tienen un diámetro en torno a las 60 ㎜, mientras que el ejemplar de esta muestra mide solamente 26 ㎜. Distribución: *C. echinatus* se extiende desde el Fameniense más alto a Mississippiense en Europa; exclusivamente Mississippiense en Norteamérica, Suramérica y África (Azcuy y di Pasquo, 2005).

Chaetosphaerites pollenisimilis (Horst) Butterworth y Williams 1958 (Fig. 3J). Distribución: desde la biozona de *Perotriletes tessellatus – Schulzospora campyloptera* (TC) Neves *et al*. 1972, a VF en las Islas Británicas. Holkeriense superior y el resto del Mississippiense.

Densosporites variomarginatus Playford 1963 (Fig. 3G). La característica esencial de esta especie es la de tener un cíngulo de anchura y espesor variable en el mismo ejemplar; a veces el cíngulo parece estar formado por elementos discretos en forma de verrugas o fuertes costillas, que dejan entre ellos espacios de exina menos densa. Algunos de los ejemplares asignados a esta especie en el Norte de África (Coquel *et al*., 1995) muestran un cíngulo con espesor más uniforme aunque de anchura variable. El ejemplar de esta muestra se parece más a estos últimos. Distribución: Viseense en Spitsbergen y en el Norte de África.

Discernisporites sullivanii Higgs y Clayton 1984. Distribución: base en la Biozona de *Retispora lepidophyta – Hymenozonotriletes explanatus* (LE) Hisggs *et al*. 1988a; techo sin determinar con precisión. Fameniense y Mississippiense.

Lophozonotriletes sp. (Fig. 3O). El ejemplar tiene el cíngulo liso y grueso, de espesor variable como en *L. ordinarius*; sin embargo la gran verruga en el centro de la cara distal que es otro rasgo distintivo de esta especie está poco definido en el presente ejemplar y parece estar constituido por varias verrugas poco definidas. Esta última característica la hace también próxima a *Lophozonotriletes* sp. 1 (Ravn, 1991) de Nortamérica. Sin embargo, a diferencia de aquellas la exina del presente ejemplar está afectada por fóveas de pequeño tamaño, aunque es posible que éstas se hayan producido por degradación y no formen parte de la estructura original de la exina.

Lycospora pusilla (Ibrahim) Somers 1972 (Fig. 3K). La morfología y tamaño de este ejemplar se incluyen dentro de la variabilidad de *L. pusilla*. Similarmente a algunos ejemplares de dicha especie, éste tiene un contorno casi circular, suturas o lésuras simples; la exina del cuerpo central tiene una escultura que puede ser puntuada, microgranulosa a granulosa, extendiéndose a la parte interna del cíngulo; cíngulo grueso en la parte interna y delgado en la parte externa formando una zona, la cual tiene una escultura microgranulosa y una estructura fibrosa radial con perforaciones. El tamaño de 33 ㎜ de este ejemplar se sitúa dentro del rango de la especie (24-41 ㎜). Sin embargo, la ornamentación del cuerpo central presenta un rasgo que lo diferencia de *L. pusilla*, ya que consta, además de la granulación característica, de otros elementos más gruesos como verrugas o rúgulas dispersos por la cara distal. No obstante, en la bibliografía existen ejemplares atribuidos a *L. pusilla* en los que se pueden observar elementos ornamentales similares a éste, como por ejemplo en Clayton *et al*. (1977, lám. 16, 13). La ornamentación de este ejemplar es comparable a la de *L. noctuina* Butterworth y Williams 1958; sin embargo el contorno más marcadamente circular y las suturas simples del presente ejemplar constituyen un rasgo que lo diferencian claramente de *L. noctuina*. Distribución: base de distribución en la Biozona de *Lycospora pusilla* (Pu) Neves *et al*. 1972. Comienza en el Chadiense y se extiende durante el resto del Carbonífero.

Lycospora sp. (Fig. 3Q). La exina excesivamente oscura y la materia orgánica depositada sobre este ejemplar impide conocer las características de la parte central por lo que no se ha podido identificar a nivel específico. La estructura del cíngulo que se observa en la parte izquierda de la figura, grueso en la parte más interna, acuñándose hacia la periferia es característico del género *Lycospora*; el área polar de la cara distal muestra varias perforaciones quizás producidas por corrosión de la exina. El género *Lycospora* aparece en Europa en la Biozona Pu, cuya base se encuentra próxima al límite Tournaisiense/Viseense (Clayton, 1996) y se extiende hasta el final del Carbonífero.

Prolycospora rugulosa (Butterworth y Spinner) Turnau 1978 (Fig. 3N). La especie se caracteriza por su pequeño tamaño (20-38 ㎜), margen con crenulaciones diminutas, suturas simples, extendiéndose casi hasta el ecuador; exina en la cara proximal micro-granulada, con rúgulas en la cara distal y un cíngulo en forma de cuña muy estrecho, imperceptible en algunos ejemplares. Distribución: Biozona de *Spelaeotriletes pretiosus-Raistrickia clavata* (PC) a la Biozona VF. Tournaisiense medio-superior a Brigantiense inferior.

Raistrickia cf. *nigra* (Fig. 3F). Este ejemplar se parece a la especie *Raistrickia nigra* Love en la ornamentación a base de procesos baculados o apuntados con terminaciones romas; los procesos tienen una longitud de 2 a 4 ㎜, distribuyéndose sobre la espora de modo regular y dejando entre ellos un espacio equivalente a la anchura de dos o tres procesos; el número de procesos en la periferia es de unos 15-17 ㎜. Otros rasgos de *R. nigra* como las lesuras, generalmente evidentes en los ejemplares

Figura 4.- Distribución bioestratigráfica y cronoestratigráfica de las miosporas recuperadas de las muestras P2 y P5 de la Fm Gévora, basada en el esquema de biozonas propuesto en Smith y Butterworth (1967), Neves *et al*. (1972, 1973), Neves e Ioannides (1974) Clayton *et al*. (1974, 1977, 1978), Keegan (1977), Owens *et al*. (1977), Van der Zwan (1980), Higgs y Streel (1984), Higgs *et al.* (1988a y 1988b), Richardson y McGregor (1986). Las flechas en las líneas de distribución de las especies indican que dicha distribución continúa hacia niveles biostratrigráficos inferiores o superiores según la dirección que señale. Los signos de interrogación indican dudas respecto a la continuación en la línea de distribución de las especies por falta de datos precisos. Biozonas: LL: *Retispora lepidophyta-Knoxisporites literatus* Higgs *et al*. 1988a; LE: *R. lepidophyta-Hymenozonotriletes explanatus* Higgs *et al*. 1988a; LN: *R. lepidophyta-Verrucosisporites nitidus* Higgs *et al*. 1988a; VI: *Vallatisporites verrucosus-Retusotriletes incohatus* Higgs *et al*. 1988a; HD: *Kraeuselisporites hibernicus-Umbonatisporites distinctus* Higgs *et al*. 1988a; BP: *Spelaeotriletes balteatus-Rugospora polyptycha* Higgs *et al*. 1988a; PC: *Spelaeotriletes pretiosus-Raistrickia clavata* Clayton *et al*. 1978; CM: *Schopfites claviger-Auroraspora macra* (Neves *et al*.) Clayton *et al*. 1978; Pu: *Lycospora pusilla* Neves *et al*. 1972; TS: *Knoxisporites triradiatus-K. stephanephorus* Clayton *et al*. 1978; TC: *Perotriletes tessellatus-Schulzospora campyloptera* Neves *et al.* 1972; NM: *Raistrickia nigra-Triquitrites marginatus* Neves *et al*. 1972; VF: *Tripartites vetustus-Rotaspora fracta* Neves *et al*. 1972; CN: *Cingulizonates* cf. *capistratus-Bellisporites nitidus* Owens *et al.* 2004.

bien conservados así como su contorno circular, no se han podido reconocer en este ejemplar, dada la distorsión que lo afecta. *R. nigra* se extiende desde la Biozona de *Raistrickia nigra – Triquitites marginatus* (NM) Neves *et al*. 1972 a la Biozona de *Cingulizonates* cf. *capistratus – Bellisporites nitidus* (CN) Owens *et al*. 2004. Asbiense superior a Pendleiense.

Velamisporites perinatus (Hughes y Playford) Playford 1971 (Fig. 3E). Distribución: base en la

Biozona LN; techo sin determinar con precisión. Fameniense más alto y Mississippiense.

Velamisporites radiatus (Ravn y Fitzgerald) Ravn 1991 (Fig. 3H). Las características de este ejemplar responden a las de *V. radiatus* aunque su diámetro de 37 ㎜ es menor que el que figura en la descripción original (47-70 ㎜). El resto de las características son idénticas: suturas poco marcadas, raramente distinguibles; exoexina moderadamente gruesa, más delgada en los polos que en el ecuador, ornamentada con rúgulas sinuosas pero discretas, que se disponen radialmente, siendo más gruesas en el ecuador, tendiendo a coalescer en el polo distal. Intexina delgada, a veces no perceptible; la separación entre exoexina e intexina es pequeña (menos de 5 ㎜ en el ecuador), pero generalmente dicha separación no resulta evidente. Distribución: base en la Biozona VF; techo sin determinar con precisión. Brigantiense a Langsetiense en Norteamérica (Ravn, 1991; Ravn y Fitzgerald, 1988).

Quitinozoos

Urnochitina aff. *urna* (Fig. 3P). El ejemplar se encuentra en un estado muy deteriorado, fragmentado y afectado por un metamorfismo orgánico elevado. No obstante se puede atribuir al género *Urnochitina* por su forma ovoidea, sin cuello y una cópula que se ensancha en dirección aboral. Se han descrito solo dos especies de este género y una tercera con dudas: *U. urna* (Eisenack) Paris, *U. kameli* Boumendjel y *U.*? *concava* (Paris) Boumendjel. La pared lisa y la silueta de este ejemplar la hace más parecida a *U. urna*. Sin embargo la longitud, de unas 25 mm, es exageradamente más pequeña que la longitud media de la especie, la cual sobrepasa las 100 mm (Paris, 1981). El tamaño diminuto de este ejemplar es completamente inusual para cualquier familia de quitinozoos. Distribución: el género *Urnochitina* se extiende exclusivamente por el Silúrico superior de Gondwana, Laurentia y Báltica (Paris, 1981; Verniers *et al*., 1995).

Tafonomía

Como se ha podido observar en el apartado anterior existen en estas muestras taxones con rango de distribución no concurrente. En la muestra P5 encontramos los siguientes: un ejemplar del género *Ancyrospora* el cual se distribuye exclusivamente por estratos devónicos (a partir del Devónico Inferior más alto); el quitinozoo del género *Urnochitina* del Silúrico superior (Pridoliense), así como varios fragmentos de quitinozoos; el grupo de los quitinozoos se distribuye desde el Ordovícico al Devónico Superior. Así mismo la muestra P2 contiene fragmentos de quitinozoos. La distribución de los quitinozoos y de *Ancyrospora* resulta incompatible con la de las esporas más modernas (con base en el Tournaisiense y Viseense) que contienen ambas muestras. La presencia de estos taxones se atribuye a fenómenos de retrabajamiento, los cuales ocurren con frecuencia en las asociaciones palinológicas y no van a ser tenidos en cuenta en la discusión bioestratigráfica. Para quienes no están familiarizados con el campo de la palinología esta decisión puede parecer arbitraria, por lo que a continuación se exponen las consideraciones que la justifican.

En primer lugar, es preciso tener en cuenta que las miosporas que contienen las rocas marinas constituyen asociaciones transportadas, las cuales se depositan juntamente con otras partículas sedimentarias autóctonas y/o alóctonas. Estas últimas pueden incluir a su vez palinomorfos fosilizados, los cuales pasarán a constituir palinomorfos retrabajados dentro de asociaciones miospóricas contemporáneas con la cuenca sedimentaria. De hecho son numerosas las publicaciones en las que este fenómeno se pone de manifiesto, como por ejemplo en Ravn y Benson (1988), Streel y Bless (1980), Vecoli y Samuelson (2000) y Pereira (1997), entre otros. Coquel *et al*. (1995) ilustran un ejemplar de quitinozoo bien conservado en una asociación miospórica del Viseense superior en Nigeria. La frecuencia con la que esto ocurre en las asociaciones palinológicas tiene su explicación, además de lo expuesto, en el pequeño tamaño de estos fósiles, que los hace fácilmente transportables y en la abundancia con la que se encuentran en facies favorables para su conservación. Conscientes del potencial de reciclamiento de los palinomorfos en las sucesiones siliciclásticas, especialmente si se trata de series sin o post-orogénicas, los especialistas en esta disciplina dan mayor significado bioestratigráfico a la base de distribución de los taxones que a su techo (Owens *et al*., 1977) cuando se trabaja con muestras procedentes de afloramientos, como es el caso estudiado. Este último aspecto queda reflejado en la distribución de las especies del apartado anterior, donde se puede observar que los techos de muchas de ellas no están determinados con precisión debido a las dudas que plantean precisamente los procesos de re-trabajamiento.

La existencia de una fase tectónica varisca precarbonífera (en la Unidad Alóctona de la Zona Centroibérica meridional) y la actividad tectónica que se produce durante la sedimentación de la propia Fm Gévora, como se señala en el apartado inicial de este trabajo, implica que los procesos de retrabajamiento no solo son posibles sino incluso altamente probables. Ello justifica la presencia de quitinozoos en ambas muestras y concretamente la de *Urnochitina* aff. *urna* y de *Ancyrospora* sp. en la muestra P5; estos últimos tienen a su vez rangos de distribución incompatibles entre sí lo que está a favor de la erosión de rocas deformadas antes del depósito de la Fm Gévora. Ello también podría significar que algunas de las especies de larga duración con bases en el Devónico superior (*Auroraspora asperella*, *A. solisorta*, *Cristatisporites* cf. *echinatus*, *D. sullivani* y *Velamisporites perinatus*) pudieran ser también retrabajadas pero, ya que sus

rangos concurren parcialmente con los de los taxones más modernos y que su estado de conservación no difiere de éstos, no es posible llegar a ninguna conclusión al respecto.

En cuanto a la posibilidad de que la mezcla de taxones se deba al fenómeno contrario, es decir, a la infiltración de fósiles más modernos en una asociación más antigua, se ofrece como menos probable ya que normalmente solo se infiltran taxones de una o dos especies cuyo estado de conservación y su IAT son notablemente diferentes a los del resto de los taxones de la asociación contemporánea con la cuenca. Otro aspecto característico de estas asociaciones es el tamaño relativamente pequeño, entre 20 y algo más de 40 ㎜, de los ejemplares. Se da la circunstancia de que algunos de los especímenes tienen un diámetro que se sitúa en el límite más bajo asignado a la especie en cuestión e incluso algunas micras menos. En otros casos como *Ancyrospora* sp. y *Cristatisporites* aff. *echinatus* esta diferencia es más importante ya que sus diámetros respectivos (40 y 20 ㎜) son aproximadamente la mitad que la de la mayoría de las especies de *Ancyrospora* y de los ejemplares de *C. echinatus*. El estrecho intervalo de tamaño del conjunto de los ejemplares de la muestra P5 apunta a la existencia de un transporte selectivo en una corriente de baja energía, probablemente en una parte de la cuenca alejada del continente, dada la baja diversidad taxonómica de la asociación.

En cuanto al origen del tamaño anormalmente pequeño de ambos ejemplares, así como el de *Urnochitina* aff. *urna*, se apunta como una posibilidad el hecho de haber estado sometidos como mínimo a dos ciclos de diagénesis y metamorfismo; el primero de ellos en las rocas de edad Silúrico y Devónico que habrían sido afectadas por la primera fase tectónica Varisca, y el segundo en la fase tectónica que afectó a la propia Fm Gévora. Otro factor que influye en el tamaño final de los palinomorfos es el tipo de tratamiento aplicado para la oxidación de las exinas, como se expone en varias publicaciones tal como en Butterworth y Williams (1958) y Smith y Butterworth (1967).

Palinoestratigrafía

Las muestras P2 y P5 contienen algunas especies de distribución amplia, que abarca el Devónico más alto y todo o la mayor parte del Mississippiense junto a otras de distribución exclusivamente carbonífera; ambas contienen fragmentos de quitinozoos retrabajados y, en el caso de la muestra P5, esporas retrabajadas. La figura 4 muestra la distribución estratigráfica de aquellas especies que se han podido determinar sin dudas y cuya distribución resulta conocida, principalmente en Europa occidental.

La muestra P2 contiene una asociación compuesta por las especies *Auroraspora asperella*, *Colatisporites decorus*, *Lycospora* sp., *Vallatisporites* sp. y *Raistrickia* cf. *nigra*. La diversidad baja de esta asociación impide asignarla a una biozona concreta. *A. asperella* tiene su base en el Devónico más alto extiendiéndose por todo el Mississippiense. La aparición de esporas de pequeña talla del género *Lycospora* ocurre en el Oeste de Europa en los niveles próximos a la base del Viseense, extendiéndose durante el resto del Carbonífero; *C. decorus* se extiende por las Biozonas PC a VF. El intervalo de concurrencia de *C. decorus* y *Lycospora* sp. abarca las Biozonas Pu-VF de edad Viseense más bajo (Chadiense)-Viseense superior no más alto (Brigantiense inferior). No obstante, de poderse confirmar la presencia de *R. nigra* en esta muestra, el intervalo de concurrencia sería considerablemente más corto, comenzando en la Biozona MN (base de *R. nigra*)-VF, de edad Viseense superior (Asbiense superior-Brigantiense inferior).

Mayor número de taxones se ha podido determinar en la muestra P5. La asociación está compuesta por: *Auroraspora solisorta, Densosporites variomarginatus, Discernisporites sullivanii, Velamisporites perinatus, Colatisporites decorus, Prolycospora rugulosa, Biannulatisporites simplex, Lycospora pusilla, Chaetosphaerites pollenisimilis, Velamisporites radiatus, Cristatisporites cf. echinatus, Leiotriletes* sp. y *Cyclogranisporites* sp. (Fig. 3M). La asociación contiene especies de distribución temporal amplia, algunas de las cuales tienen la base en el Fameniense más alto, extendiéndose por la mayor parte o por todo el Mississippiense, como *D. sullivani*, *V. perinatus* y *A. solisorta*, pero el resto de los componentes tienen sus bases exclusivamente en el Carbonífero, a lo largo del Tournaisiense como *C. decorus*, *P. rugulosa* y *B. simplex*, y a lo largo del Viseense como *L. pusilla*, *V. radiatus*, *D. variomarginatus* y *C. pollenisimilis*; este último taxón se encuentra en las asociaciones británicas de varias localidades desde la Biozona TC, de edad Holkeriense superior a Asbiense inferior (Neves *et al.*, 1973). *D. variomarginatus* y *V. radiatus* son dos taxones poco frecuentes en las asociaciones del Oeste de Europa; el primero de ellos es característico de las asociaciones de estratos de edad Viseense de Escandinavia y del Viseense superior de África; *V. radiatus* aparece ilustrado (como *Radialetes* sp.) en Clayton *et al.* (1977) entre las especies características de la Biozona FR Clayton *et al.* (1977), correspondiente al Namuriense C en las Islas Británicas, aunque sin aportar datos sobre su rango de distribución. La Biozona FR se encuentra en niveles a los que no llega prácticamente ninguna de las especies de la muestra P5 excepto *L. pusilla* y el propio *V. radiatus*. Por el contrario aparece en distintas cuencas Norteamericanas desde la Bizona VF, en la Fm Kekiktuk de Alaska y en el Langsetiense superior en Iowa (Ravn, 1991). El intervalo de concurrencia de todos los taxones de esta muestra apunta a la Biozona VF de edad Viseense superior (Brigantiense inferior), determinada por la base de distribución de *V. radiatus* y por el techo de la distribución de *C. decorus*, *B.*

simplex, A. solisorta, P. rugulosa y probablemente *D. variomarginatus*.

Ahora bien, la asignación de esta asociación a la Biozona VF, basada únicamente en la extensión de *V. radiatus* en una región tan distante de esta cuenca como Alaska, introduce un factor de menor fiabilidad que si solo se tuviera en cuenta la distribución conocida de las especies en el Oeste de Europa. No obstante es preciso señalar que a pesar de ello y de que ambas cuencas se situaban en distintas regiones microflorísticas (Sullivan, 1965, 1967), existen muchas especies comunes entre estas dos así como con otras regiones microflorísticas durante el Viseense (Clayton, 1985, 1996); ello favorece la correlación e incluso la asignación de las asociaciones miospóricas de otras regiones microflorísticas (con algunas diferencias) a las biozonas descritas para Europa occidental como en Norteamérica (Utting *et al.*, 1989), Bielorrusia (Avchimovitch *et al.*, 1992), Brasil (Melo *et al.*, 2003), Turquía (Higgs *et al.*, 2002), Alaska (Ravn, 1991), entre otros.

No obstante, si se toma la opción más conservadora, es decir la que tiene en cuenta solo aquellas especies cuya distribución sea bién conocida en Europa occidental, el intervalo estratigráfico de esta asociación estaría definido por la base de *C. pollenisimilis* en la Biozona TC, correspondiente al Viseense medio/superior (Holkeriense más alto-Asbiense inferior), y por el techo de *C. decorus, B. simplex, P. rugulosa* y *A. solisorta*, en el techo de la Biozona VF correspondiente al Brigantiense inferior (Viseense superior no más alto). En este caso la edad de esta muestra P5 es menos precisa, abarcando el intervalo desde niveles próximos al límite Viseense medio/superior-Viseense superior (Holkeriense más alto-Brigantiense inferior).

En resumen, las muestras P2 y P5 son de edad Viseense. La mayor precisión nos la suministra la asociación de la muestra P5 que apunta al intervalo del límite Viseense medio/superior al Viseense superior (Holkeriense superior a Brigantiense inferior). La muestra P2 indica una edad Viseense (excepto Brigantiense superior) aunque, de contener la especie *R. nigra*, tendría una edad Viseense superior (Asbiense superior-Brigantiense inferior).

Conodontos

Contenido en conodontos y descripción

La muestra C1 ha proporcionado dos ejemplares de *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941) (Fig. 5C, D), uno de los mismos en estado juvenil (Fig. 5D). Estos ejemplares presentan una plataforma asimétrica y no ornamentada característica de esta especie, además de nódulos desarrollados lateralmente y localizados en la parte posterior y central de la plataforma, observándose fantasmas de su microestructura poligonal (von Bitter y Norby, 1994). Se observan deformaciones discontinuas (fracturas como en el ejemplar MGM 729 H) y continuas (ejes longitudinales de los elementos sinuosos y con marcadas inflexiones hacia la parte interna de los elementos) producidas durante la etapa fosildiagenética.

El ejemplar MGM 728 H (Fig. 5A) se encuentra bien conservado y ha sido identificado como *Gnathodus* aff. *praebilineatus*. Belka (1985) describe la especie *G. praebilineatus* a partir del material de la Cuenca de Moravia-Silesia en Polonia, considerándola como el ancestro de *G. bilineatus bilineatus*. Además, este autor señala que uno de los morfotipos de *G. bilineatus bilineatus* en Higgins y Wagner-Gentis (1982, pp. 328-329, segundo morfotipo), se correspondería con un espécimen de *G. praebilineatus*. *G. praebilineatus*, tal como fue descrito originalmente por Belka (1985), criterio posteriormente adoptado por Meischner y Nemirovska (1998), Sanz-López *et al.* (2004) y Blanco-Ferrera *et al.* (2005), está constituido por una plataforma triangular con un parapeto estrecho y poco desarrollado. El parapeto presenta una ornamentación en crestas y surcos más desarrollada en la parte anterior que se extiende hacia la parte posterior del elemento en forma de nódulos que pueden unirse al extremo posterior de la carena. La carena es simple y alargada. La plataforma externa presenta una ornamentación en nódulos que pueden distribuirse al azar o estar dispuestos en filas, encontrándose los más internos paralelos a la carena mientras que el resto se situarían longitudinalmente o según la morfología de la plataforma. Meischner y Nemirovska (1998) aportan otros caracteres que permiten diferenciar a *G. praebilineatus* de *G. bilineatus* (Roundy, 1926), como (i) un menor desarrollo del parapeto interno en *G. praebilineatus* con crestas irregulares y que posteriormente se sustituyen por nódulos; (ii) una carena simple en *G. praebilineatus* mientras que en *G. bilineatus* puede expandirse posteriormente; (iii) un surco adcarenal más estrecho y menos profundo en *G. praebilineatus*; y por último, (iv) la presencia de nódulos con una disposición al azar e irregularmente espaciados en la plataforma externa en *G. praebilineatus*, mientras que en *G. bilineatus* los nódulos de la plataforma externa se disponen de forma subconcéntrica. El ejemplar estudiado, aunque posee gran parte de los caracteres que Meischner y Nemirovska (1998) mencionan para distinguir especímenes de *G. praebilineatus*, difiere en el desarrollo de la ornamentación del parapeto externo y en su morfología. Los nódulos de la plataforma externa se encuentran fusionados formando crestas y surcos en su parte anterior y se disponen según la morfología de la plataforma, mientras que en su parte posterior se disponen paralelamente a la carena pero ya como nódulos individualizados. Esta ornamentación se encuentra más desarrollada que en *G. praebilineatus*, siendo más similar a la observada en *G. bilineatus*. La morfología de la plataforma externa, en forma de proyección oblicua a la carena, parece ser un carácter original del elemento. Aunque se evidencia una cierta

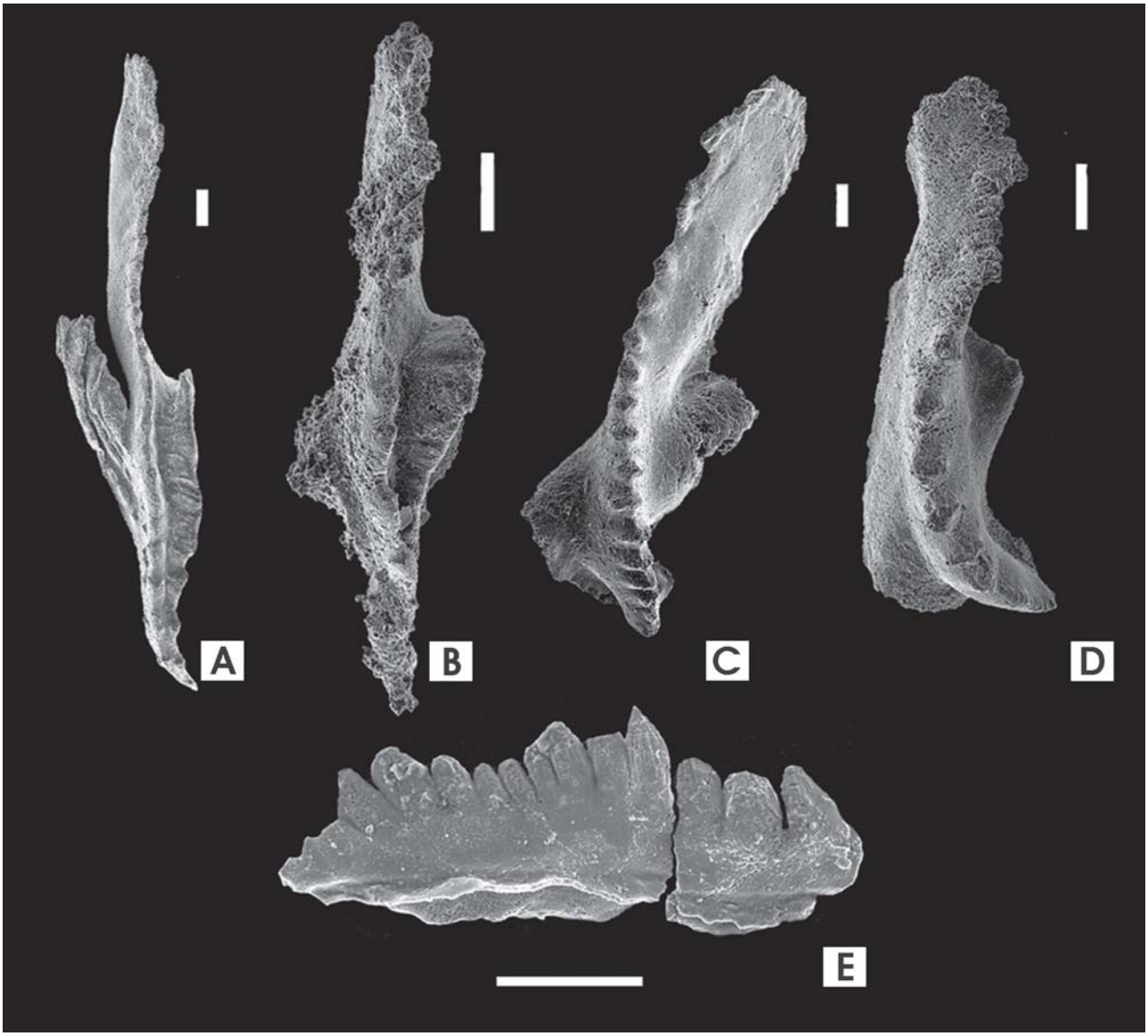

Figura 5.- Conodontos recuperados de las muestras C1 y C2. Se indican por orden el nombre de la especie, ejemplar, muestra (ver anexo) y vista. Escala gráfica 100 mm. Los ejemplares se encuentran depositados en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). **A**) Gnathodus aff. praebilineatus. MGM 728 H. Muestra C1. Elemento Pa, vista superior. **B**) *Gnathodus* sp. MGM 735 H. Muestra C2. Elemento Pa, vista superior. **C**) *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941). MGM 729 H. Muestra C1. Elemento Pa, vista superior. **D**) *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941). MGM 730 H. Muestra C1. Elemento Pa, vista superior. **E**) *Vogelgnathus campbelli* (Rexroad, 1957). MGM 731 H. Muestra C1. Vista lateral externa.

deformación tafonómica en el ejemplar estudiado, no se observan ni microfracturas en la cavidad basal ni en la superficie oral del parapeto externo que pudieran implicar que, debido a una importante compresión en la etapa fosildiagenética, un parapeto subrectangular o subredondeado pasase a presentar la morfología actual en forma de proyección. Aún así, no se puede descartar que este carácter haya sido adquirido posteriormente durante la fosildiagénesis. Debido a esta morfología tan particular se determina el ejemplar como *Gnathodus* aff. *praebilineatus*, por poseer más caracteres en común con *G. praebilineatus*. No obstante, los rasgos morfológicos en su conjunto señalan la posibilidad de que se trate de una forma de transición entre *G. praebilineatus* y *G. bilineatus*, y/o de una nueva especie.

Vogelgnathus campbelli (Rexroad, 1957) se encuentra representado en la muestra C1 (Fig. 5E) por un elemento Pa juvenil de tipo pectiniforme carminado con un gran número de dentículos de distinto tamaño en la parte superior del elemento, ubicándose la cúspide en la zona central y con un surco que separa la cavidad basal de la lámina. La cavidad basal, como mencionan Purnell y von Bitter (1992) es lanceolada y se corresponde con un tercio o con la mitad de la longitud del elemento. En el ejemplar estudiado (MGM 731 H), aunque la cavidad basal se encuentra fragmentada, podemos observar que ocupa aproximadamente la parte central del margen basal del elemento y que representaría aproximadamente la mitad de la longitud total del elemento.

El ejemplar recuperado de la muestra C2 (Fig. 5B) ha sido identificado como *Gnathodus* sp. debido a presentar una plataforma asimétrica, cavidad basal con forma de copa, parapeto interno con crestas y surcos, así como por su morfología general. Su mala preservación no permite una determinación precisa a nivel específico.

Bioestratigrafía

Las distribuciones estratigráficas de las especies discutidas en el presente apartado se encuentran resumidas en la figura 6, junto con las biozonas de conodontos y foraminíferos (datos modificados de Varker y Sevastopulo, 1985; Higgins, 1985; Belka, 1985; Conil *et al.*, 1991; Menéndez-Álvarez, 1991; Riley, 1993; Perret y Weyant, 1994; Skomspski, 1996; Nemirovska, 2005 y Poty *et al.*, 2006).

Lochriea commutata se registra en Gran Bretaña e Irlanda (Metcalfe, 1981; Varker y Sevastopulo, 1985; Jones y Somerville, 1996) desde el inicio de la zona a la que da nombre (Zona de *Lochriea commutata*; Metcalfe, 1981), definiéndose su base cerca de la base del Arundiense hasta la parte inferior de la Zona de *Gnathodus bilineatus bollandensis* (Higgins, 1985), situada en el Arnsbergiense (Fig. 6). Conil *et al.* (1991) señalan que para las cuencas franco-belgas, *L. commutata* se registra desde la Zona de *G. bilineatus* (Cf6ɣ, parte media del Asbiense, Viseense superior) hasta la parte inferior de la Zona de *G. bilineatus bollandensis* (E2b, Arnsbergiense, Serpujoviense). En

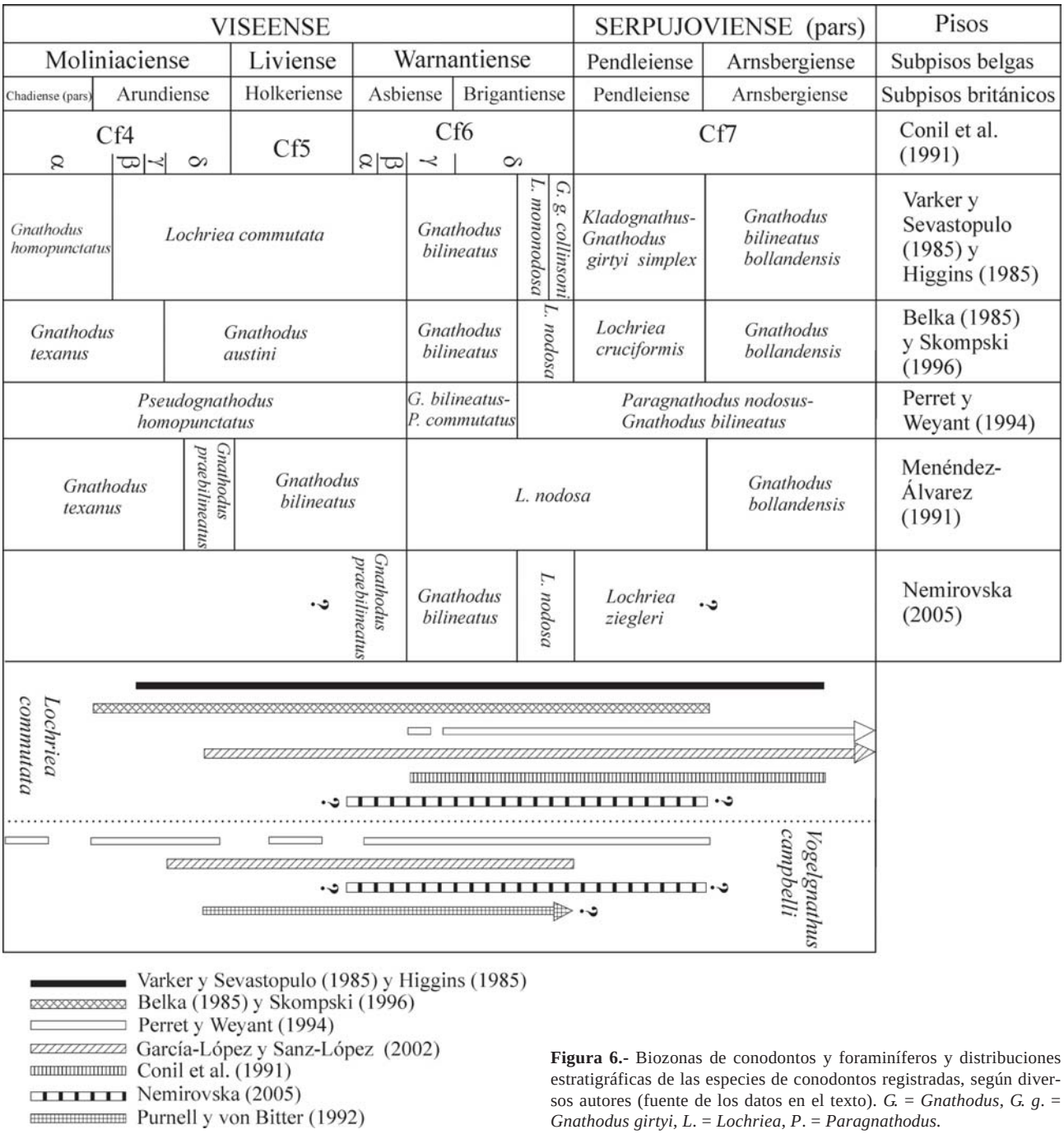

Figura 6.- Biozonas de conodontos y foraminíferos y distribuciones estratigráficas de las especies de conodontos registradas, según diversos autores (fuente de los datos en el texto). *G.* = *Gnathodus*, *G. g.* = *Gnathodus girtyi*, *L.* = *Lochriea*, *P.* = *Paragnathodus*.

Polonia, Belka (1985) señala que el rango estratigráfico de *L. commutata* se extiende desde la parte media de la Zona de *G. texanus* (Belka, 1985) (Viseense inferior), hasta la parte inferior de la Zona de *G. bilineatus* (Belka, 1985) (parte media del Viseense superior). Sin embargo, Skompski (1996) extiende su límite superior hasta la Zona de *L. cruciformis*. García-López y Sanz-López (2002) establecen el rango de *L. commutata* en la Zona Cantábrica desde la parte media de la Zona de *G. praebilineatus* (Menéndez-Álvarez, 1991) (Viseense inferior tardío), hasta la parte media (límite Chokeriense-Alportiense) de la Zona de *Declinognathodus noduliferus-Declinognathodus lateralis* (Menéndez-Álvarez, 1991). En la sección de Triollo (Zona Cantábrica), *L. commutata* se encuentra registrada a lo largo de toda la sección (Nemirovska, 2005). Esta última incluye las zonas de *G. praebilineatus* (posiblemente Holkeriense, y Asbiense), *G. bilineatus*, *Lochriea nodosa* (ambas correspondientes al Viseense superior) y *Lochriea ziegleri* (Serpujoviense inferior). En los Pirineos (Perret y Weyant, 1994), *L. commutata* se extiende desde la Zona de *G. bilineatus-Paragnathodus commutatus* (= *L. commutata*) (Viseense superior) hasta la Zona de *Declinognathodus noduliferus* (Serpujoviense), e incluso, pero con dudas, hasta la Zona de *Idiognathoides sinuatus* (Bashkiriense).

Purnell y von Bitter (1992), revisan el género *Vogelgnathus* y las especies incluidas en él y junto con ejemplares de la costa Atlántica de Canadá y del Norte de Inglaterra y Escocia, establecen que *V. campbelli* tendría el primer registro en la parte superior del Arundiense y que se extendería hasta niveles más modernos por encima del Brigantiense (Fig. 6), aunque, como señalan los autores, su rango superior aún no se puede determinar con precisión. Nemirovska (2005) recuperó ejemplares de *V. campbelli* a lo largo de toda la sección de Triollo (Zona Cantábrica), la cual abarca desde la Zona de *G. praebilineatus* (Holkeriense-Asbiense) hasta la Zona de *Lochriea ziegleri* (Serpujoviense inferior). Perret y Weyant (1994) registran el rango estratigráfico de *V. campbelli* desde la Zona de *Pseudognathodus homopunctatus* (base del Viseense) hasta la parte media de la Zona de *Paragnathodus nodosus* (= *L. nodosa*)-*G. bilineatus* (Viseense superior).

El hallazgo de *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941) y de *Vogelgnathus campbelli* (Rexroad, 1957) en la muestra C1 (Calizas de La Calera), indicarían una edad de Viseense pudiendo alcanzar incluso el Serpujoviense. Sin embargo, hay que considerar que el ejemplar de *Gnathodus* aff. *praebilineatus* recuperado en la misma muestra, presenta mayor grado de ornamentación de la plataforma que *G. praebilineatus*, pero menor que *G. bilineatus* (Roundy, 1926). Belka (1985) establece el rango estratigráfico de *G. praebilineatus* desde la base de la Zona de *G. austini* (Viseense inferior tardío), hasta la parte inferior de la Zona de *G. bilineatus* (Viseense superior), aunque otros autores (García-López y Sanz-López, 2002; Nemirovska, 2005), extienden el rango superior de la especie hasta la parte alta del Viseense superior. Por otra parte, la especie *Gnathodus bilineatus*, presenta una distribución ampliamente reconocida de Viseense superior (parte media del Asbiense)-Arnsbergiense (Belka, 1985; Higgins, 1985; Varker y Sevastopulo, 1985; Perret y Weyant, 1994; Skompski, 1996; Nemirovska, 2005). No obstante, Ménendez-Álvarez (1991) señala su presencia desde el Viseense medio. La presencia de *Gnathodus* aff. *praebilineatus*, si se interpreta como una forma transicional dentro de la línea evolutiva de *Gnathodus praebilineatus-Gnathodus bilineatus*, precisaría que la edad más antigua que podría alcanzar la muestra sería de Viseense inferior tardío, presumiblemente desde niveles superiores a la primera aparición de *G. praebilineatus*. Por el contrario, el rango estratigráfico superior de esta especie no puede ser definido con los datos actuales, de modo que la edad más joven a la que puede atribuirse la muestra C1 quedaría delimitada por la aparición simultánea más alta de *L. commutata* y *V. campbelli*, en el Serpujoviense. En resumen, la muestra C1 es asignada al intervalo Viseense inferior tardío-Serpujoviense.

Respecto a la muestra C2 (Caliza de San Antonio, junto a La Codosera), el único espécimen identificado es el ejemplar MGM 735 H, que se ha asignado a *Gnathodus* sp. (Fig. 5B), sin que sea posible su determinación a nivel específico. Esta muestra es atribuida al Carbonífero, aunque debido a su relación estratigráfica con la muestra C1, su edad no puede precisarse más que a Tournaisiense-Serpujoviense.

Edad de las muestras

El análisis conjunto del contenido palinológico y de conodontos de la Fm Gévora apunta a una edad Viseense. La presencia del género *Lycospora* y de *Colatisporites decorus* en la muestra más baja (P2), situada por debajo del miembro carbonatado, apunta al intervalo bioestratigráfico definido por las Biozonas Pu-VF correspondiente a todo el Viseense, excepto su parte más alta (Brigantiense superior) aunque, de confirmarse la presencia de *R. nigra*, su edad sería Viseense superior (Asbiense superior a Brigantiense inferior).

La muestra C2, procedente de la Caliza de San Antonio, con un único ejemplar, *Gnathodus* sp., es la menos precisa ya que solamente indica una edad Tournaisiense-Serpujoviense, pero debido a su relación con las muestras P2, C1 y P5, su edad estaría en el intervalo definido por estas tres. También en la Caliza de La Calera (muestra C1) la presencia de *Lochriea commutata*, *Vogelgnathus campbelli* y *Gnathodus* aff. *praebilineatus*, si este último se interpreta como una forma transicional dentro de la línea evolutiva de *Gnathodus praebilineatus-Gnathodus bilineatus*, abarca un intervalo bioestratigráfico presumiblemente

desde niveles superiores a la primera aparición de *G. praebilineatus* (Viseense inferior tardío) a la biozona de *Lochriea ziegleri* (techo de *V. campbelli*) en el Serpujoviense inferior. Este intervalo se acorta en su parte superior por su relación estratigráfica con la muestra P5, cuya edad máxima es Viseense superior (Brigantiense inferior).

En la parte más alta de la formación (muestra P5) las especies *Auroraspora solisorta, Densosporites variomarginatus, Chaetosphaerites pollenisimilis, Colatisporites decorus, Prolycospora rugulosa* y *Biannulatispoirtes simplex* abarcan un intervalo bioestratigráfico definido por la base de *Ch. pollenisimilis* en la Biozona TC, correspondiente al límite Viseense medio/superior (Holkeriense más alto y Asbiense inferior) y por el techo de *A. solisorta, C. decorus, B. simplex* y *P. rugulosa* en el techo de la Biozona VF correspondiente al Viseense superior (Brigantiense inferior).

En resumen, la edad más precisa que se puede asignar a la Fm Gévora se obtiene de los datos que proporcionan las muestras C1 y P5 situadas en la Caliza de La Calera y en las lutitas próximas al techo de la formación, respectivamente. Los datos paleontológicos indican un intervalo de edad para la Caliza de La Calera del Viseense inferior tardío a Viseense superior (Brigantiense inferior) y las lutitas de la parte más alta de la formación tienen una edad mínima próxima al límite Viseense medio/superior (Holkeriense más alto a Brigantiense inferior)-Viseense superior (Brigantiense inferior). En cuanto a las pizarras situadas en la mitad inferior de la Fm Gévora la datación es menos precisa indicando una edad Viseense, aunque existen datos no confirmados (*Raistrickia* cf. *nigra*) que apuntan a una edad mínima Asbiense superior.

Conclusiones

Se han datado paleontológicamente cuatro muestras procedentes de la Fm Gévora, que aflora ampliamente en el núcleo del Sinforme La Codosera-Puebla de Obando. Dos de ellas son pizarras que han suministrado diversos palinomorfos y las otras dos son calizas de las que se han extraido conodontos. Las asociaciones obtenidas indican en todas ellas una edad Viseense, desde los niveles situados hacia la parte alta de la mitad inferior de la formación hasta el techo de la misma; la parte más baja no ha proporcionado fósiles por lo que su edad no se ha podido determinar.

Las pizarras situadas en la parte superior de la mitad inferior de la formación (muestra P2) contienen una asociación de miosporas que abarca un intervalo bioestratigráfico correspondiente al Viseense excepto su parte más alta (Brigantiense superior). Por encima, las muestras del miembro carbonatado proporcionaron conodontos que indican una edad Viseense inferior tardío-Serpujoviense inferior (muestra C1, Caliza de La Calera) y Tournaisiense-Serpujoviense (muestra C2, Caliza de San Antonio). Las pizarras situadas cerca del techo de la formación (muestra P5) proporcionaron una asociación de miosporas que se sitúa en el intervalo bioestratigráfico de edad próxima al límite Viseense medio/superior-Viseense superior excepto su parte más alta (Holkeriense superior/Asbiense inferior-Brigantiense superior).

Estos datos confirman la presencia de potentes sedimentos carboníferos correlacionables con los del «Culm» de Pedroches, pero en una posición más occidental. Todos ellos se circunscriben a una banda adosada al borde SO de la Zona Centroibérica, y su sedimentación es consecuencia de un evento extensional relacionado con la evolución Varisca de dicho borde.

Agradecimientos

D. Juan Carlos Gutiérrez Marco ha colaborado en algunas precisiones bioestratigráficas relacionadas con el área de estudio. Trabajo financiado por los proyectos «Procesos orogénicos en transpresión: las suturas variscas del Sudoeste de Iberia» (DGICYT, BTE2003-05128), «Precisiones cinemáticas y geocronológicas sobre la acreción continental en el SO de Iberia» (DGI, CGL2007-63101/BTE), «Elaboración de las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 núm. 69, 70, 75 y 76», «Elaboración de las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 núm. 984 y 999» (IGME) y «Realización del Mapa Geológico Continuo Digital a escala 1:50.000 de la Provincia de Badajoz» (GEODE, IGME-Junta de Extremadura). Los autores agradecen los comentarios del Dr. Valenzuela Ríos y otro revisor anónimo que han contribuido a mejorar el trabajo, así como la labor editorial del Dr. Sancho Marcén.

Referencias

Apalategui, O., Carracedo, M., Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Martínez Torres, L.M., Palacios, T. y Sarrionandia, F. (2004): El nuevo Mapa Geológico de la Provincia de Badajoz (SO Macizo Ibérico). *Geo-Temas*, 6, 175-178.

Avchimovitch, V.I., Turnau, E., y Clayton, G. (1992): Correlation of uppermost Devonian and lower Carboniferous miospore zonations in Byelorussia, Poland and Western Europe. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 115(2): 453-458.

Azcuy, C.L. y di Pasquo, M. (2005): Early Carboniferous palynoflora from the Ambo Formation, Pongo de Mainique, Perú. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 134: 153-184.

Batten, D.J. (1996): Palinofacies and Petroleum potencial. En: *Palynology: principles and applications* (J. Jansonius y D.C. McGregor, Eds.). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Capítulo 26B, 3: 1065-1084.

Belka, Z. (1985): Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the northern part of the Moravia-Silesia Basin. *Acta Geologica Polonica*, 35: 1-60.

Blanco-Ferrera, S., García-López, S. y Sanz-López, J. (2005): Conodontos carboníferos de la sección del Río Cares (unidad de Picos de Europa, Zona Cantábrica, NO de España). *Geobios*, 38: 17-27.

Branson, E.B. y Mehl, M.G. (1941): New and little known Carboniferous genera. *Journal of Paleontology*, 15: 97-106.

Butterworth, M.A. y Williams, R.W. (1954): Description of

nine species of small spores from the British Coal Measures. *Annual Magazine of Natural History*, 7: 753-764.

Butterworth, M.A. y Williams, R.W. (1958): The small spore floras of coals in the Limestone Coal Group and Upper Limestone Group of the Lower Carboniferous of Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 63: 353-392.

Clayton, G. (1985): Dinantian miospores and inter-continental correlation. *Resúmenes del 10º Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, 4:9-23. Madrid 1983.

Clayton, G. (1996): Mississippian miospores. En: *Palynology: principles and applications* (J. Jansonius y D.C. McGregor, Eds.). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Capítulo 18C, 2: 589-596

Clayton, G., Coquel, R., Doubinger, J., Gueinn, K.J., Loboziak, S., Owens, B. y Streel, M. (1977): Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 29: 1-71.

Clayton, G., Higgs, K., Gueinn, K.J. y van Gelder, A. (1974): Palynological correlation in the Cork Beds (Upper Devonian-?Upper Carboniferous) of Southern Ireland. *Proceedings of the Royal Irish Academy*, Section B 74, 10: 145-156.

Clayton, G., Higgs. K., Keegan, J.B. y Sevastopoulo, G.D. (1978): Correlation of the palynological zonation of the Dinantian of the British isles. *Palinología*, n. 1 extraordinario: 137-148.

Conil, R., Groessens, E., Laloux, M., Poty, E. y Tourneur, F. (1991): Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine Basins: their potential for widespread correlation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 130: 15-30.

Coquel, R., Lang, J. y Yahaha, M. (1995): Palynology du Carbonifère du Nord Níger et de la plate-forme saharienne – implication stratigraphiques et paléogéographiques. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 89: 319-334.

Fernández Suarez, J., Gutiérrez Alonso, G. y Jeffries, T.E. (2002): The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital circon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 75-88.

García-López, S. y Sanz-López, J. (2002): Devonian to Lower Carboniferous conodont biostratigraphy of the Bernesga Valley section (Cantabrian Zone, NW Spain). En: *Palaeozoic conodonts from Northern Spain* (S. García-López y F. Bastida, Eds.). *Cuadernos del Museo Geominero*, 1: 163-205.

Gonçalves, F. (1971): Subsidios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Memórias Serviços Geológicos de Portugal*, 18: 62 p.

Gumiel, P. (1983): Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. *Tecniterrae*, 54: 120 p.

Gumiel, P., Campos, R., Monteserín, V. y Bellido, F. (2002): *Memoria y mapa geológico y de recursos minerales del sector centro-occidental de Extremadura (escala 1:100.000)*. Junta de Extremadura, 139 p.

Gutiérrez Marco, J.C., de San José, M.A. y Pieren, A.P. (1990): Central Iberian Zone: Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer, Berlin, 160-171.

Higgins, A.C. (1985): The Carboniferous System: Part 2 – Conodonts of the Silesian Subsystem from Great Britain and Ireland. En: *A Stratigraphical Index of Conodonts* (A.C. Higgins y R. Austin, Eds.). Ellis Horwood Ltd., Chichester, 210-227.

Higgins, A.C. y Wagner-Gentis, C.H.T. (1982): Conodonts, goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. *Palaeontology*, 25: 313-350.

Higgs, K., Clayton, G. (1984): Tournasian miospore assemblages from Maesbury in the eastern Mendips, England. *Journal of Micropaleontology*, 3: 17-28.

Higgs, K., Clayton, G. y Keegan, J.B. (1988a): Stratigraphic and systematic palynology of the Tournasian rocks of Ireland. *Geological Survey of Ireland, Special Paper*, 7: 1-93.

Higgs, K.T., Finucane, D. y Tunbridge, I.P. (2002): Late Devonian and early Carboniferous microflras from the Hakkarl Province of southeastern Turkey. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 118: 141-156.

Higgs, K., McPhilemy, B., Keegan, J.B. y Clayton, G. (1988b): New data on palynological boundaries within the Irish Dinantian. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 56: 61-68.

Higgs, K. y Streel, M. (1984): Spore stratigraphy at the Devonian-Carboniferous boundary in the northern «Rheinisches schiefergebirge», Germfany. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 67: 157-179.

Jones, G.LL. y Somerville, I.D. (1996): Irish Dinantian biostratigraphy: practical application. En: *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology* (P. Strogen, I.D. Somerville y G.LL. Jones, Eds.). *Geological Society of London, Special Publication*, 107: 371-385.

Keegan, J.B. (1977): Late Devonian and Early Carboniferous miospores from the Galley Head-Leap Harbour Region of Southwest Ireland. *Pollen et Spores*, 19: 545-573.

López Moro, F.J., Murciego, A. y López Plaza, M. (2007): Silurian/Ordovician asymmetrical sill-like bodies from La Codosera syncline, W Spain: A case of tholeiitic partial melts emplaced in a single magma pulse and derived from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 96: 567-590.

Marshall, A.E. y Williams, J.E. (1971): Palynology of the Yoredale «Series» in the Roman Wall District of Western Northumberland, northern England. *Compte Rendu*: *Sisième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*. Sheffield, 1967. 1: 1147-1158.

Martín Parra, L.M., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. y Matas, J. (2006): The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177: 191-202.

Martínez Poyatos, D. (1997): *Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 222 p (publ. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, *Nova Terra*, 18, 2002).

Meischner, D. y Nemirovska, T. (1998): Origin of *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926) related to goniatite zonation in «Rheinisches Schiefergebirge», Germany. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 37: 427-442.

Melo, J.H.G. y Loboziak, S. (2003): Devonian-early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 124: 131-202.

Menéndez-Álvarez, J.R. (1991): *Conodontos del Carbonífero Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis docto-

ral, Univ. de Oviedo, 283 p.

Metcalfe, I. (1981): Conodont zonation and correlation of Dinantian and early Namurian strata of the Craven Lowlands of Northern England. *Institute of Geological Science, London HMSO, Report*, 80/10: 70 p.

Nemirovska, T.I. (2005): Late Visean/early Serpukhovian conodont succession from the Triollo section, Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Scripta Geologica*, 129: 13-89.

Neves, R., Gueinn, K.J., Clayton, G., Ioannides, N.S. y Neville, R.S.W. (1972): A scheme of miospore zones for the British Dinantian. En: *Compte Rendu: Septième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Krefeld, 1971, 1: 347-353.

Neves, R., Gueinn, K.J., Clayton, G., Ioannides, N.S., Neville, R.S.W. y Kruszewska, K. (1973): Palynological correlations within the lower Carboniferous of Scotland and Northern England. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 69: 23-70.

Neves, R. e Ioannides, N.S. (1974): Palynology of the Spilmersford Borehole. *Bulletin of the Geological Survey of Great Britain*, 45: 73-97.

Ordóñez Casado, B. (1998): *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone*. Tesis Doctoral, ETH, Zürich, 235 p.

Owens, B., McLean, D., Bodman, D. (2004): A revised palynozonation of British Namurian deposits and comparisons with Eastern Europe. *Micropaleontology*, 50(1): 89-103.

Owens, B., Neves, R., Gueinn, K.J., Mishell, D.R.F., Sabry, H.S.M.Z y Williams, J.E. (1977): Palynological division of the Namurian of northern England and Scotland. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 41, 3(30): 381-398.

Palacios, T. (1989): Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (región central de la Península Ibérica). *Memorias del Museo de Paleontología, Univ. de Zaragoza*, 3: 1-91.

Paris, F. (1981): Les chitinozoaires dans le Paleozoïque du sud-ouest de L'Europe (cadre geologique – Étude systématique – Biostratigraphie). *Memoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 26: 412 p.

Perdigão, J.C. (1973-1974): O Devónico de Portalegre. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 57: 203-225.

Pereira, M.F. y Silva, J.B. (2002): Neoproterozoic-Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Cordoba shear zone and related areas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (Northeast Alentejo, Portugal). *Comunicações do I.G.M.*, 89: 47-62.

Pereira, Z. (1997): Palinología e petrología orgânica do sector sudoeste da zona Sul Portuguesa. Tesis doctoral, Univ. de Oporto, 405 p.

Perret, M.F. y Weyant, M. (1994): Les biozones à conodontes du Carbonifère des Pyrénées. Comparisons avec d'autres régions du globe. *Geobios*, 27: 689-715.

Playford, G. (1963): Lower Carboniferous microfloras from Spitsbergen Pt. 2. *Palaeontology*, 5: 619-678.

Playford, G. (1971): Lower Carboniferous spores from the Bonaparte Gulf Basin, Western Australia and Northern Territory. *Bulletin of the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics of Australia*, 115: 1-105.

Poty, E., Devuyst, F-X. y Hance, L. (2006): Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143: 829-857.

Purnell, M.A. y von Bitter, P.H. (1992): *Vogelgnathus* Norby and Rexroad (Conodonta): new species from the Lower Carboniferous of Atlantic Canada and Northern England. *Journal of Paleontology*, 66: 311-332.

Ravn, R.L. (1991): Miospores of the Kekiktuk Formation (lower Carboniferous), Endicott Field area, Alaska North Slope. *American Association of Stratigraphic Palynologists. Contribution Series*, 27: 1-163.

Ravn, R.L. y Benson, D.G. (1988): Devonian miospores and reworked acritarchs from southeastern Georgia, U.S.A. *Palynology*, 12: 179-200.

Ravn, R.L. y Fitzgerald, D.J. (1988): A Morrowan (upper Carboniferous) miospore flora from eastern Iowa, U.S.A. *Palaeontographica*, abt. B, 183: 108-172.

Rexroad, C.B. (1957): Conodonts from the Chester series in the type area of southwestern Illinois. *Illinois State Geological Survey Report of Investigations*, 199: 1-43.

Rey, J. e Hidalgo, M.C. (2004): Siliciclastic sedimentation and sequence stratigraphic evolution on a storm-dominated shelf: the Lower Ordovician of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain). *Sedimentary Geology*, 164: 89-104.

Richardson, J.B. y McGregor, D.C. (1986): Silurian and Devonian spores zones of the Old Red Sandstone continent and adjacent regions. *Geological Survey of Canada*, 364: 79 p.

Riley, N.J. (1993): Dinantian (Lower Carboniferous) biostratigraphy and chronostratigraphy in the British Isles. *Journal of the Geological Society, London*, 150: 427-446.

Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán, E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámed Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. y Vegas, R. (2004): Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estratigrafía. La secuencia litoestratigráfica del Neoproterozoico-Cámbrico inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid: 78-81.

Roundy, P.V. (1926): Part II. The micro-fauna in Mississippian formations of San Saba County, Texas. *United States Geological Survey Professional Paper*, 146: 5-23.

Santos, J.A., Apalategui, O., Carvajal, A. y Gracia, J. (1991a): *Mapa Geológico de España 1.50.000, hoja nº 750 (Botoa)*. IGME, Madrid (publ. 2003).

Santos, J.A., Apalategui, O., Carvajal, A. y Gracia, J. (1991b): *Mapa Geológico de España 1.50.000, hoja nº 751 (Villar del Rey)*. IGME, Madrid (publ. 2003).

Santos, J.A. y Casas, J. (1979): Geología del sinclinorio de São Mamede-La Codosera. Zona española (Prov. de Cáceres y Badajoz). *Boletin Geológico y Minero*, 90: 420-431.

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. y García-López, S. (2004): Taxonomy and evolutionary significance of some *Gnathodus* species (conodonts) from the Mississippian of the Northern Iberian Peninsula. *Revista Española de Micropaleontología*, 36: 215-230.

Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nägler, T.F. y Eguíluz, L. (1993): Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 113: 289-299.

Skompski, S. (1996): Stratigraphic position and facies significance of the Limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. *Acta*

Geologica Polonica, 46: 171-268.

Smith, A.H.V. y Butterworth, M.A. (1967): Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special Paper in Palaeontology, Palaeontological Association, London*, 1: 324 p.

Solá, A.R., Pereira, M.F., Ribeiro, M.L., Neiva, A.M.R., Williams, I.S., Montero, P., Bea, F. y Zingler, T. (2006): The Urra Formation: Age and Precambrian inherited record. En: *VII Congresso Nacional de Geologia, Portugal*. Comunicações.

Soldevila, J. (1991): *Estudio Geológico-Estructural de los materiales precámbricos y paleozoicos entre la Sierra de San Pedro y la Depresión del Guadiana (Provincias de Cáceres y Badajoz). Sector límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa Morena*. Tesis doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 273 p.

Somers, Y. (1972): *C.I.M.P. Publication*, 5: 1-110. Centre National de la Recherche Scientifique, France.

Streel, M. y Bless, J.M. (1980): Ocurrence and significance of reworked palynomorphs. *Mededelingen rijks geologische dienst*, 32 (10): 69-80.

Sullivan, H.J. (1965): Palynological evidence concerning the regional differenciation of Upper Mississippian floras. *Pollen et Spores*, 7(3): 539-564.

Sullivan, H.J. (1967): Regional differences in Mississippian spore assemblages. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 1: 185-192.

Traverse, A. (1988): *Paleopalynology*. Unwin Hyman, Boston, 600 p.

Turnau, E. (1978): Spore zonation of uppermost Devonian and Lower Carboniferous deposits of Western Pomerania (N. Poland). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst. Nieuwe Serie*, 30: 1-35.

Utting, J., Keppie, J.D. y Giles, P.S. (1989): Palynology and Stratigraphy of the Lower Carboniferous Horton Group, Nova Scotia; en: Contributions to Canadian paleontology; *Geological Survey of Canada, Bulletin*, 396: 117-143.

Van der Zwan, C.J. (1980): Aspects of Late Devonian and Early Carboniferous palynology of southern Ireland. II. The *Aurospora macra* morphon. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 30: 133-155.

Varker, W.J. y Sevastopulo, G..D. (1985): The Carboniferous System: Part 1– Conodonts of the Dinantian Subsystem from Great Britain and Ireland. En: *A stratigraphical index of conodonts* (A.C. Higgins y R.L. Austin, Eds.). Ellis Horwood Ltd., Chichester, 167-209.

Vecoli, M. y Samuelsson, J. (2000): Reworked and in situ palynomorphs (acritarchs and chitinozoans) in the upper Ordovician of the Baltic platform give insights on the geodynamic evolution of the Tesz (Trans European suture zone) and time-constrain the closure of the Tornquist Ocean. Abstracts on Paleozoic palynology to be presented at the 10th International Palynological Congress at Nanjing, China, *en*: *Conmission Internationale de microflore du Paleozoique*. Newsletter, 58: 33.

Verniers, J., Nestor, V., Paris, F., Dufka, P., Sutherland, S. y Van Grootel, G. (1995): A global chitinozoa biozonation for the Silurian. *Geological Magazine*, 132(6): 651-666.

Vidal, G., Jensen, S. y Palacios, T. (1994a): Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131: 169-179.

Vidal, G., Palacios, T., Gámed Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A. y Grant, S.W.F. (1994b): Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131: 729-765.

von Bitter, P.H. y Norby, R.D. (1994): Ontogenetic development of Pa element cup microsculpture in *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941) (Conodonta, Carboniferous): taxonomic implications. *Journal of Paleontology*, 68: 861-869.

Wood, G.D., Gabriel, A.M. y Lawson, J.C. (1996): Palynological techniques – Processing and Microscopy. En: *Palynology: principles and applications* (J. Jansonius y D.C. McGregor, Eds.). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 3: 29-50.

Anexo

Muestra	Nomenclatura IGME	Coordenadas UTM
P1	10-30-IG-MP-9001	29S PD 8725 3565
P2	10-29-IG-MP-9002	29S PD 9225 4162
P3	10-30-IG-MP-9002	29S PD 8945 3700
P4	10-29-IG-MP-9001	29S PD 9190 4115
P5	10-29-IG-MP-9003	29S PD 9250 4225
P6	10-30-IG-MP-9004	29S QD 0430 3805
C1	8-29-IG-JM-9004	29S PD 5585 4650
C2	9-29-IG-JM-9001	29S PD 5785 4122

Manuscrito recibido el 14 de noviembre de 2006
Aceptado el manuscrito revisado el 10 de agosto de 2007